

ریز مقیاس نمایی آماری و ارایه سناریوهای آتی رویدادهای حدی بارش در حوضه کشف رود

منصوره کوهی^{۱*}، محمد موسوی بایگی^۲، علیرضا فرید حسینی^۳، حسین ثنائی نژاد^۴، هادی جباری نوقابی^۴

۱- عضو گروه پژوهشی اقلیم‌شناسی کاربردی، پژوهشکده اقلیم‌شناسی، مشهد

۲- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد

۴- استادیار گروه آمار، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۱/۱۲/۰۹، تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۴/۲۲

چکیده

بر طبق گزارش‌های IPCC فراوانی و شدت رویدادهای حدی آب و هوایی تحت شرایط تغییر اقلیم افزایش یافته بطوریکه افزایش گازهای گلخانه‌ای و گرمایش زمین به شکل افزایش شدت، فراوانی و سهم رویدادهای فرین تجلی پیدا کرده است. در واقع گرمایش جهانی تغییر در متوسط متغیرهایی چون دما و بارش نیست بلکه در مجموع، افزایش رویدادهای حدی می‌باشد. تغییرات پیش بینی شده در رویدادهای حدی در نتیجه تغییر اقلیم و گرمایش جهانی در ارزیابی اثرات بالقوه تغییر اقلیم بر بخش‌های مختلف مانند آب، کشاورزی و مدیریت آب‌های سطحی شهری اهمیت زیادی دارد. در این راستا، در این مقاله میزان تغییرات رویدادهای حدی بارش حوضه کشف رود در آینده نزدیک (۲۰۱۱-۲۰۴۰) مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور پس از ریزگردانی بارش در مقیاس روزانه و محاسبه نمایه‌های حدی بارش، توانمندی این مدل در شبیه‌سازی نمایه‌های صدک نودم، سهم بارش سنگین، بیشینه تعداد روزهای خشک متوالی و بیشینه بارش ماهانه طی دوره حاضر مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که امکان شبیه‌سازی الگوی تغییر ماهانه و مقدار بارش در مقیاس ماهانه در سطح قابل قبولی وجود دارد. اگرچه بین مقدار نمایه‌های حدی شبیه‌سازی شده و مشاهداتی تفاوت و خطا وجود داشت اما مدل، الگوی تغییرات ماهانه این نمایه‌ها را در اکثر ماه‌ها به خوبی شبیه‌سازی کرد. در ادامه بارش روزانه با استفاده از متغیرهای بزرگ مقیاس مدل HadCM3 تحت دو سناریوی A2 و B2 ریزگردانی شد و نمایه‌های حدی فوق برای دوره ۲۰۱۱-۲۰۴۰ محاسبه گردید. میزان تغییرات بارش و نمایه‌های حدی این دوره نسبت به دوره پایه ۱۹۷۱-۲۰۰۰ نشان داد مقدار بارش پیش‌بینی شده نسبت به دوره پایه، ۳/۳ درصد در سناریوی A2 و ۳/۶ درصد در سناریوی B2 کاهش می‌یابد و قابل ملاحظه‌ترین تفاوت در نمایه‌های حدی آبی، در فصل تابستان و تحت سناریوی A2 با افزایش بیشینه بارش، صدک نودم بارش و سهم بارش سنگین رخ خواهد داد.

واژگان کلیدی: ریز مقیاس نمایی آماری، سناریو، کشف رود، نمایه حدی.

مقدمه

کوچکتر در حد محلی و ناحیه‌ای توسعه و کاربرد یافته‌اند و به دو دسته الف) روش‌های دینامیکی که مدل‌های منطقه‌ای اقلیم^۴ (RCMs) را بکار می‌برند و ب) رهیافت‌های آماری تقسیم می‌شوند (IPCC, 2007).

در روش‌های آماری، روابط تجربی بین متغیرهای مستقل (پیش‌گوا) و متغیرهای وابسته (پیش‌بینی شونده) مشخص می‌گردند و از این روابط جهت پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی تحت شرایط تغییر اقلیم استفاده می‌گردد. علی‌رغم مزیت مدل‌های دینامیکی در بررسی ویژگی‌های جوی ریز مقیاس مانند بارش‌های کوهستانی، کاربرد این مدل‌ها به دلیل نیاز آن‌ها به محاسبات و هزینه‌بری زیاد محدود شده است. در مقابل، روش‌های آماری همانند روش‌های دینامیکی توانمند اما کم هزینه می‌باشند لذا به طور گسترده‌ای به کار می‌روند. نقطه ضعف این مدل‌ها، نیاز آن‌ها به سری‌های آماری دراز مدت متغیر پیش‌بینی شونده می‌باشد. علاوه بر این، فرض بنیادی این مدل‌ها (معتبر بودن رابطه آماری بدست آمده برای دوره‌های آبی) را نمی‌توان در شرایط حاضر اثبات نمود. روش‌های ریز مقیاس نمایی آماری عبارتند از: روش‌های مبتنی بر الگوی آب و هوا^۵، روش‌های تولید داده^۶ (Semenov & Brooks, 1999) و روش‌های رگرسیونی^۷ (Wilby et al., 2001, Hessami et al., 2008).

از بین مدل‌های آماری، مدل ریز گردانی آماری^۸ (SDSM) امروزه یکی از کاراترین مدل‌ها جهت انجام مطالعات اقلیمی در سطح جهان محسوب می‌گردد که در سال ۲۰۰۱ توسط ویلی و همکاران به عنوان ابزاری برای ریز مقیاس نمایی به روش آماری در انگلستان تهیه شده است (Wilby & Dawson, 2004). مبنای این مدل، رگرسیون چند متغیره می‌باشد و برای پیش‌بینی پارامترهای اقلیمی چون بارش و دما در درازمدت با توجه به متغیرهای بزرگ مقیاس اقلیمی استفاده می‌شود. از آن جا که در SDSM ساخت داده‌های هواشناسی با استفاده از ترکیب دو روش احتمالاتی و رگرسیونی صورت می‌گیرد، لذا در

گزارش‌های سازمان‌های معتبر جهانی طی سالیان اخیر بیانگر این مسئله است که اثرات تغییر اقلیم با تغییر در رویدادهای حدی اقلیمی چون سیل، توفان، خشکسالی نمود بیشتری یافته است (WMO, 2011). تلفات و صدمات ناشی از چنین بلاهایی تقاضا برای خدمات اطلاع رسانی مرتبط با این رویدادها را نیز افزایش داده است. به همین جهت در سال‌های اخیر توجه زیادی به ردیابی تغییرات این رویدادها و روش‌های مختلف تحلیل آن معطوف شده است (Yan et al. 2002, Tank et al., 2009). در واقع یکی از جنبه‌های کلیدی تغییر اقلیم شناخت رفتار رویدادهای حدی است. رویداد حدی یا فرین^۱ عبارت است از یک پدیده نادر که از دیدگاه آماری احتمال وقوع آن رویداد خیلی کم می‌باشد و در برگیرنده معانی مختلفی است. برای مثال می‌تواند مقادیر پایین و بالای صدک‌های (۹۵ و ۵) (۹۰ و ۱۰) و یا به صورت مقادیر بالاتر از یک آستانه و یا تداوم یک شرایط ویژه تعریف شود (عسکری و همکاران، ۱۳۸۶). به منظور پیش‌بینی تغییرات در شدت و فراوانی حدی‌ها، نیاز به تولید سناریوهای اقلیمی می‌باشد. مدل‌های جهانی اقلیم^۲ که در حال حاضر به عنوان معتبرترین منبع اطلاعات اقلیمی مطرح می‌باشند قادرند فرآیندهای مهم جو را در مقیاس جهانی و قاره‌ای باز تولید کنند و اقلیم آینده را تحت سناریوهای مختلف انتشار پیش‌بینی نمایند. نسل جدید این مدل‌ها به صورت مدل‌های جفت شده اقیانوس-اتمسفر^۳ AOGCM ارایه گردیده‌اند و این توانایی را دارند تا سیستم اقلیمی را خیلی دقیق‌تر و کامل‌تر شبیه‌سازی نمایند. از آن جایی که برون‌داد این مدل‌ها در مقیاس بزرگ شبکه‌بندی شده‌اند بنابراین بین مقیاس این مدل‌ها و مقیاس مورد نیاز جهت بررسی اثرات تغییر اقلیم و ارزیابی آن‌ها، عدم تطابق وجود دارد که این امر منجر به توسعه چندین روش ریز مقیاس نمایی شده است. عمل ریز مقیاس نمایی به فنون مختلفی گفته می‌شود که به منظور تبدیل شبکه‌بندی‌های بزرگ مدل‌های اقلیمی به سطوح

1. Extreme Event
3. Atmosphic-Ocean General Circulation Model
5. Weather Pattern-based Approaches
7. Regression Methods

2. Global Climate Model
4. Regional Climate Models
6. Stochastic Weather Generators
8. Statistical DownScaling Model

۲۰۱۱) اقدام به پیش‌بینی رویدادهای حدی بدست آمده از دما و بارش روزانه تحت سناریوهای مختلف اقلیمی در حوضه رودخانه زرد برای قرن ۲۱ نمودند. نتایج نشان‌دهنده شبیه‌سازی مناسب دو متغیر دمای میانگین و تبخیر از تشت بود در حالی که رتبه‌های مهارت بدست آمده برای بارش ناکافی ارزیابی شد. اغلب نمایه‌های حدی در طی سال کم برآورد شدند (به جز دمای میانگین). نتایج این پژوهش نشان داد نمایه‌های دما و تبخیر تحت سناریوهای اقلیمی افزایش و بیشینه بارش و میانگین آن کاهش خواهند داشت. هدف این پژوهش ارائه سناریوهای رویدادهای حدی است که از داده‌های روزانه بارش ریزگردانی شده در منطقه مورد مطالعه طی دوره ۲۰۴۰-۲۰۱۱ بدست آمده است. در این راستا تلاش شده تا (۱) متغیر بارش طی دوره پایه ریز مقیاس شود، (۲) توانمندی SDSM در ریز مقیاس‌نمایی بارش و نمایه‌های حدی در حوضه کشف رود ارزیابی گردد و (۳) دورنمایی از تغییرات رویدادهای حدی بارش طی دوره مورد بررسی ارائه گردد. با توجه به وضعیت بحرانی منابع آبی حوضه کشف رود، انجام این پژوهش در راستای بهره‌برداری پایدار از منابع آبی حوضه تحت تغییر آبی اقلیم امری ضروری به نظر می‌رسد. نتایج این بررسی در پژوهش‌های مرتبط با ارزیابی منابع آبی در شرایط تغییر اقلیم قابل استفاده می‌باشد.

مواد و روش‌ها

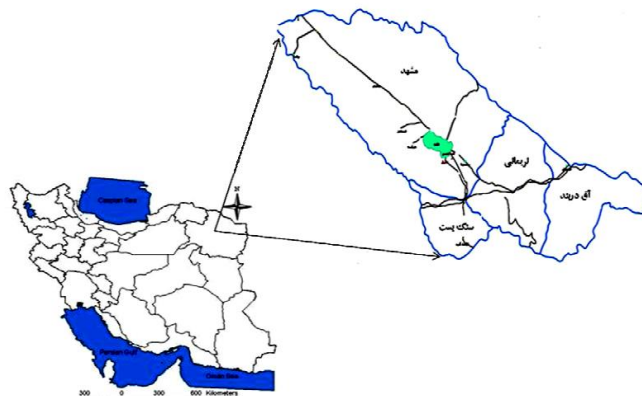
منطقه مورد مطالعه

حوضه کشف رود بخشی از حوضه آبریز قره قوم است که شامل محدوده‌های مطالعاتی مشهد-چناران، سنگ بست، نریمانی و آق در بند می‌باشد (شکل ۱). این حوضه یکی از مهمترین حوضه‌های آبریز در استان خراسان رضوی است که بین طول‌های جغرافیایی ۵۸ درجه و ۲ دقیقه تا ۶۰ درجه و ۸ دقیقه و عرض‌های جغرافیایی ۳۵ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه واقع شده است. وسعت کل این حوضه در حدود ۱۶۵۰۰ کیلومتر مربع و ارتفاع متوسط آن از سطح دریا حدود ۱۳۳۵ متر می‌باشد. اقلیم دو محدوده

طبقه‌بندی مدل‌های مختلف ریز مقیاس‌نمایی، این مدل جزو بهترین‌ها محسوب می‌شود (Khan et. al., 2006). تاکنون، این مدل در پژوهش‌های بسیاری چون Wilby et. al. (2006), Harpham & Wilby (2005), Wetterhall et. al. (2009), Khan et. al. (2006), Liu et. al. (2011)، سیاری و همکاران (۱۳۹۰)، Karamouz et. al. (2009) و رجیبی (۱۳۹۰) استفاده شده که نتایج نشان‌دهنده توانمندی این مدل و در پی آن، کاربرد گسترده آن در پژوهش‌های مرتبط با ارزیابی اثرات تغییر اقلیم می‌باشد. به عنوان مثال، چو و همکاران (Chu et. al., 2010) اقدام به ارزیابی این مدل در شبیه‌سازی دمای هوا، تبخیر، بارش و همچنین برخی رویدادهای حدی دما و بارش در ۱۱ ایستگاه هواشناسی در حوضه رودخانه‌های^۱ چین نمودند. نتایج نشان‌دهنده قابلیت مناسب SDSM در ریز مقیاس‌نمایی بارش، دما و تبخیر بود. اگرچه در شبیه‌سازی رویدادهای حدی خطاهای سیستماتیک وجود داشت اما نتایج حاصل جهت کاربردهای عملی قابل قبول تشخیص داده شد. نتایج این پژوهش نشان داد که طی ۳۰ سال آینده، اقلیم گرم‌تر و خشک‌تر و رویدادهای حدی شدیدتر خواهند بود. سویوجنت و هنریک (Souvignet & Heinrich, 2010) در پژوهش خود اقدام به بررسی توانمندی SDSM در شبیه‌سازی داده‌های بارش و دما با استفاده از برون‌داد سه مدل گردش عمومی جو (GCGM3, MRI و GFDL) بر روی منطقه‌ای ناهمگن واقع در آندس مرکزی (آمریکای جنوبی) نمودند. علاوه بر این، قابلیت متغیرهای ریزمقیاس‌شده در نمایش رویدادهای حدی با استفاده از تحلیل فراوانی انجام شد. نتایج نشان داد که عدم قطعیت‌ها در بارش ریز مقیاس‌شده بالاست و این متغیرها قادر به تولید مجدد رویدادهای حدی به طور صحیح نیستند. جیانگ و همکاران (Jiang et.al. 2012) از داده‌های ۵۵۰ ایستگاه زمینی در چین طی دوره ۲۰۰۰-۱۹۶۱ جهت ارزیابی هفت مدل جفت شده اقلیمی در شبیه‌سازی نمایه‌های حدی دما و بارش استفاده کردند. یافته‌های این پژوهش نشان داد که مدل‌ها دارای قابلیت مطمئنی در شبیه‌سازی روند و توزیع مکانی رویدادهای حدی اقلیمی هستند. ونگ و همکاران (Wang et. al.)

(سیاری و همکاران، ۱۳۹۰) اما در مورد تغییر رویدادهای حدی اقلیمی در سطح این حوضه با هدف ارزیابی چشم‌اندازی از این رویدادها طی دوره‌های آبی اطلاعات زیادی در دسترس نمی‌باشد.

مشهد- چناران و سنگ بست نیمه خشک شدید و محدوده‌های آق دربند و نریمانی اقلیم بیابانی می‌باشند. میانگین بارش سالانه این حوضه برابر با ۲۲۰ میلی متر است. تاکنون در رابطه با وضعیت آبی دما و بارش این حوضه پژوهش‌هایی با استفاده مدل ASD انجام شده است



شکل شماره ۱- موقعیت حوضه کشف رود در خراسان رضوی و محدوده‌های آن

در دسترس قرار گیرند. (۱) داده‌های بازکاوی روزانه میان یابی شده از پایگاه داده NCEP^۲ طی دوره ۲۰۰۱-۱۹۶۱ با قدرت تفکیک ۲/۵ در ۲/۵ درجه که خروجی‌های مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی هستند و در سال ۱۹۹۱ به منظور تولید داده‌های شبکه‌بندی شده و فراهم نمودن نیاز محققان اقلیم در قالب پروژه ای به نام بازکاوی^۳ آماده و در دسترس می‌باشند و (۲) برون‌داد مدل HadCM3 تحت دو سناریوی انتشار A2 و B2 طی دوره ۱۹۶۱ تا ۲۰۹۹ که با توجه به طول و عرض جغرافیایی محدوده مطالعاتی و یاخته شبکه مدل استخراج و به مدل معرفی می‌گردد. داده‌های مربوط مدل NCEP و خروجی‌های مدل HadCM3 از طریق منبع شماره (۷) قابل دسترسی می‌باشد. این داده‌ها نسبت به دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ نرمال شده‌اند (جدول ۲).

داده‌ها

مدل‌های ریزمقیاس گردانی آماری با پیش‌بینی شونده‌های در مقیاس ناحیه‌ای نسبت به مقیاس ایستگاهی عملکرد بهتری دارند که این امر به علت کاهش خطای نمونه‌گیری تصادفی محلی از طریق میانگین‌گیری مقادیر ایستگاهی است (Hundecha & Bardossy, 2008) لذا در این پژوهش از میانگین بارش در سطح حوضه استفاده شده است. از بین ۴۰ ایستگاه آب‌سنجی، باران‌سنجی و تبخیرسنجی موجود در حوضه کشف رود با توجه به نیاز به دوره آماری طولانی مدت جهت برآورد میانگین بارش، از ۴ ایستگاه با دوره آماری مشترک از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۸۰ هجری شمسی (۲۰۰۱-۱۹۶۹ میلادی) استفاده گردید (جدول ۱).^۱ داده‌های مفقود بارش هر ایستگاه با مقادیر روزانه میانگین‌گیری شده از سایر سال‌های بدست آمده از همان ایستگاه جایگزین شدند (Liu et. al., 2011).

برای استخراج روابط کمی بین متغیرهای جوی بزرگ مقیاس و متغیرهای محلی با استفاده از SDSM می‌بایست متغیرهای نرمال بزرگ مقیاس جوی (۲۶ متغیر) از دو مدل

1. National Center for Environmental Prediction

2. Reanalysis

جدول شماره ۱- مشخصات جغرافیایی و نوع ایستگاه‌های مورد استفاده در برآورد میانگین بارش حوضه کشف رود

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	سال شروع (شمسی)
۱	مشهد	همدیدی	۵۹°۳۸'	۳۶°۱۶'	۹۹۹	۱۳۳۰
۲	گلمکان	باران سنجی	۵۹°۱۰'	۳۶°۲۹'	۱۳۹۴	۱۳۴۷
۳	اولنگ اسدی	آب سنجی	۵۹°۴۸'	۳۶°۱۵'	۹۰۵	۱۳۴۵
۴	سد کارده	باران سنجی	۵۹°۴۱'	۳۶°۳۷'	۱۲۷۵	۱۳۳۹

کنترل کیفی و همگنی داده‌ها

در ارزیابی رویدادهای حدی به رکوردهای اقلیمی طولانی مدت، با کیفیت بالا و قابل اعتماد با تفکیک زمانی روزانه (یا بالاتر) مورد نیاز است. در این پژوهش کنترل کیفی داده‌ها با استفاده از یکی از توابع کلیدی SDSM انجام شد. این مدل، داده‌های مفقود را شناسایی و کدگذاری

کرده و قادر به تشخیص خطاهای موجود در سری داده‌ها می‌باشد (Wilby et. al. 2004). همگنی داده‌های بارش روزانه حوضه کشف رود نیز بر مبنای آزمون رگرسیون دو مرحله‌ای توسط نرم‌افزار RHtests_dlyPrpc انجام گردید (Wang et. al., 2010, Wang, 2008).

جدول ۲. متغیرهای بزرگ مقیاس جوی بدست آمده از داده‌های باز کاوی NCEP

و برونداد مدل‌های گردش عمومی جو (Chu et. al. 2010)

ردیف	تعریف متغیر	ردیف	تعریف متغیر
۱	میانگین فشار سطح دریا (mslp)	۱۴	سرعت جریان هوا ژئوستروفیک در ارتفاع ۸۵۰ hPa (p8_f)
۲	سرعت جریان هوا ژئوستروفیک در نزدیک سطح (p_f)	۱۵	مولفه سرعت مداری در ارتفاع ۸۵۰ hPa (p8_u)
۳	مولفه سرعت مداری نزدیک سطح (p_u)	۱۶	مولفه سرعت نصف النهاری در ارتفاع ۸۵۰ hPa (p8_v)
۴	مولفه سرعت نصف النهاری نزدیک سطح (p_v)	۱۷	تاوایی در ارتفاع ۸۵۰ hPa (p8_z)
۵	تاوایی نزدیک سطح (p_z)	۱۸	ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ hPa (p850)
۶	واگرایی نزدیک سطح (p_zh)	۱۹	واگرایی در ارتفاع ۸۵۰ hPa (p8zh)
۷	سرعت جریان هوا ژئوستروفیک در ارتفاع ۵۰۰ hPa (p5_f)	۲۰	جهت باد در ارتفاع ۸۵۰ hPa (p8th)
۸	مولفه سرعت مداری در ارتفاع ۵۰۰ hPa (p5_u)	۲۱	رطوبت نسبی در نزدیک سطح (rhum)
۹	مولفه سرعت نصف النهاری در ارتفاع ۵۰۰ hPa (p5_v)	۲۲	رطوبت نسبی در ارتفاع ۵۰۰ hPa (r500)
۱۰	تاوایی در ارتفاع ۵۰۰ hPa (P5_z)	۲۳	رطوبت نسبی در ارتفاع ۸۵۰ hPa (r850)
۱۱	ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ hPa (P500)	۲۴	رطوبت ویژه در نزدیک سطح (shum)
۱۲	جهت باد در ارتفاع ۵۰۰ hPa (p5th)	۲۵	میانگین دما در ارتفاع ۲ متری (temp)
۱۳	واگرایی در ارتفاع ۵۰۰ hPa (p5zh)	۲۶	جهت باد در نزدیک سطح (p_th)

مدل SDSM

رهیافت ریز مقیاس نمایی به صورت رابطه آماری بین متغیرهای بزرگ مقیاس جو و متغیرهای محلی به صورت زیر ارائه می‌گردد:

$$R=F(L) \quad (1)$$

که در این رابطه، R متغیر پیش‌بینی شونده (متغیر اقلیم محلی)، $L=(l_1, l_2, \dots, l_n)$ متغیرهای پیش‌گوی بزرگ مقیاس و F تابع نشان دهنده ارتباط آماری است. در این مدل، برای هر ماه از سال یک مدل رگرسیون خطی چند متغیره بین متغیرهای پیش‌گوی بزرگ مقیاس

$$Z_i - \beta_0 + \sum_{j=1}^n \alpha_j \hat{u}_i^{(j)} + \beta_{i-1} + \varepsilon \quad (۴)$$

$$y_i = F^{-1}[\Phi(Z_i)]$$

در این معادله Z_i رتبه Z محاسبه شده از ضرایب رگرسیونی برآورد شده (β_j) برای هر روز با استفاده از رگرسیون مربعات خطا و ε عبارت خطای تصادفی توزیع نرمال $N(0, \sigma_\varepsilon^2)$ و β_{j-1} ضریب رگرسیون در روز قبل می باشد. در ادامه مقدار بارش y_i در روز i به صورت معادله ۴ نوشته می شود. Φ تابع توزیع تجمعی نرمال و F تابع توزیع تجربی y_i می باشد.

در این مدل می توان متغیرهای پیش گوی را تغییر فاز داد بطوری که از این متغیرها در گام های زمانی جلوتر یا عقب تر استفاده کرد. طی واسنجی^{۱۴} مدل، میانگین بارش روزانه با تصحیح اریبی^{۱۵} و عامل تورم واریانس^{۱۶} با هدف وادار کردن مدل به همانند سازی با داده های مشاهداتی قابل اصلاح می باشد. مقدار این متغیرها با سعی و خطا تعیین می شوند. تصحیح اریبی هر نوع تمایل به بیش برآورد^{۱۷} کم برآورد^{۱۸} میانگین متغیرهای ریزمقیاس شده را جبران می کند. تورم واریانس، واریانس متغیرهای آب و هوایی روزانه ریزمقیاس شده را تغییر می دهد که این امر به منظور توافق بهتر با داده های مشاهداتی صورت می پذیرد. کاربرد این مولفه تصادفی، مدل رگرسیونی $SDSM$ را قادر می سازد که اسمبل های چندگانه ای را از متغیرهای آب و هوایی ریزمقیاس شده تولید نماید.

با توجه به لزوم بررسی عدم قطعیت در نتایج حاصل از مدل های اقلیمی، در این بررسی از سناریوهای انتشار $A2$ و $B2$ به عنوان ابزاری مناسب برای ارزیابی عدم قطعیت استفاده شد. سناریوی $A2$ بر هویت منطقه ای و حفظ آن ها تکیه دارد که منجر به افزایش جمعیت می شود. همچنین رشد اقتصادی و فناوری در این سناریو به کندی صورت می گیرد. در سناریوی انتشار $B2$ فرض بر جامعه ای ناهمگن است که در آن جهت حفظ پایداری

منتخب (متغیرهای مستقل) و متغیر پیش بینی شونده به عنوان مثال بارش، تدوین می گردد. پیش گویای بزرگ مقیاس مناسب با استفاده از تحلیل های همبستگی بین متغیرهای پیش گو، همبستگی جزئی بین پیش گویا و پیش بینی شونده ها و همچنین با توجه به حساسیت فیزیکی میان پیش گویا و پیش بینی شونده ها در محدوده حوضه مطالعاتی انتخاب می شوند. از آنجایی که نمی توان مقادیر منفی را به بارش نسبت داد. لذا این مقادیر به صورت یک فرآیند شرطی، مدل سازی می شوند که در آن مقادیر بارش محلی با وقوع روزهای تر مرتبط است که این امر نیز با پیش گویا در مقیاس منطقه ای مرتبط می باشد. یک روز تر به عنوان «روزی که بارش بیش از 0.3 میلی متر است» تعریف می شود. توسعه و تدوین مدل بارش ماهانه شامل دو گام متمایز است. در اولین گام وقوع یا عدم وقوع بارش در هر روز تعیین می شود (معادله ۲).

$$\omega_i = \alpha_0 + \sum_{j=1}^i \alpha_j \hat{u}_i^{(j)} + \alpha_{i-1} \omega_{i-1} \quad (۲)$$

که در آن، i نشان دهنده زمان (روز)، ω_i احتمال شرطی وقوع یا عدم وقوع بارش در روز i ، $\hat{u}_i^{(j)}$ عبارت است از پیش گویای نرمال شده در روز i و α_j ضریب رگرسیونی برآورد شده برای هر ماه با استفاده از رگرسیون حداقل مربعات و ω_{i-1} و α_{i-1} به ترتیب احتمالات شرطی وقوع بارش در روز $i-1$ و ضرایب رگرسیونی روز قبل می باشد. این دو پارامتر انتخابی هستند که بسته به منطقه مورد مطالعه و متغیرهای پیش بینی شونده می باشند. اگر $\omega_i \leq \Gamma_i$ باشد آنگاه بارش در روز i رخ می دهد که در آن Γ_i عدد تصادفی توزیع شده به صورت یکنواخت است ($0 \leq \Gamma_i \leq 1$) (خروجی تصادفی حاصل از مولد خطی عددی- تصادفی (Karamouz et. al., 2009)). j نشان دهنده متغیرهای رطوبت جو و الگوهای چرخش روزانه بزرگ مقیاس می باشد ($j=1, 2, 3, \dots, n$).

مقدار بارش در هر روز بارانی در گام بعدی با استفاده از رتبه Z به صورت زیر بدست می آید:

$$Z_i - \beta_0 + \sum_{j=1}^n \alpha_j \hat{u}_i^{(j)} + \beta_{i-1} + \varepsilon \quad (۳)$$

^{۱۴}. Calibration

^{۱۵}. Bias Correction

^{۱۶}. Variance Inflation Factor

^{۱۷}. Overestimate

^{۱۸}. Underestimate

اقتصادی، اجتماعی و محیطی بر راه حل‌های محلی بیش از راه حل‌های جهانی تکیه می‌شود. در این سناریو، رفاه انسان و حفاظت از محیط زیست دارای اولویت بالایی می‌باشد (IPCC, 2010, Semenov & Stratonovitch, 2010).

رویدادهای حدی (فرین)

در این پژوهش جهت بررسی رویدادهای حدی از نمایه‌های توصیه شده ی پروژه STARDEX^{۱۹} استفاده شده است. STARDEX یکی از سه پروژه ای است که از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۵ تحت حمایت مالی برنامه پنجم چارچوب اروپای متحد در پاسخ به نیاز و مشکل پژوهش‌های مرتبط با اثرات رویدادهای حدی انجام شد و نمایه‌ها کلیدی رویدادهای حدی اقلیمی به منظور مطالعات ریزمقیاس گردانی ارایه گردید. این پروژه (۱۰ نمایه اصلی) بر رویدادهای حدی نسبتاً متوسط تاکید دارد. نمایه‌های استفاده شده در این پژوهش در جدول ۳ آورده شده است.

¹⁹. Statistical and Regional Dynamical downscaling of Extremes for European regions

جدول ۳- نمایه های رویدادهای حدی بارش STARDEX

ردیف	نمایه	تعریف	واحد
۱	pq90	صدک نودم مقادیر بارش روزانه (آستانه بارش سنگین)	میلی متر بر روز
۲	Pxcdd	بیشینه تعداد روزهای خشک متوالی	روز
۳	pf190	درصد کل بارش ناشی از رویدادهای بالاتر از صدک ۹۰ طولانی مدت (سهام بارش سنگین)	درصد

ارزیابی عملکرد مدل

از RMSE بدون بعد (نرمال شده) جهت مقایسه نمایه‌های مختلف با واحدهای متفاوت استفاده می‌شود. در این پژوهش از این نمایه به صورت رابطه ۷ (نرمال کردن نسبت به دامنه داده های مشاهداتی) استفاده شده است.

(۷)

$$NRMSE = \frac{RMSE}{X_{obs,max} - X_{obs,min}}$$

از دیگر معیارهای بکار رفته در این پژوهش، نسبت انحراف معیار (RS) نمایه های مدل شده و شبیه سازی شده است که نشان دهنده ی پراکندگی متغیرها می باشد و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$RS = \frac{S_{sim}}{S_{obs}} \quad (۸)$$

در این رابطه S_{sim} انحراف معیار نمایه های شبیه سازی شده و S_{obs} انحراف معیار نمایه های مشاهده شده می باشد. همچنین از نمایه همبستگی نیز جهت نمایش رابطه بین دو متغیری که هر دو تحت تاثیر عوامل مشترک قرار دارند استفاده شده است (Wang et. al. 2011).

در این مقاله، به منظور ساخت سناریوهای آتی رویدادهای حدی اقلیمی، در ابتدا بارش روزانه ریزمقیاس شد و واسنجی و صحت سنجی مدل صورت گرفت. سپس با استفاده از این مقادیر، نمایه‌های حدی محاسبه گردید. در ادامه با هدف ارزیابی توانمندی متغیرهای بزرگ مقیاس مشاهداتی در ریزگردانی رویدادهای حدی اقلیمی، مقایسه ای بین مقادیر مشاهداتی و مدل شده انجام شد. در مرحله آخر سناریوهای آتی رویدادهای حدی اقلیمی با استفاده از مدل HadCM3 در منطقه مورد مطالعه تولید گردید.

نتایج

واسنجی و صحت سنجی بارش

دوره آماری موجود برای بارش محدوده چناران- مشهد شامل سال‌های ۱۹۶۹ تا ۲۰۰۱ میلادی می‌شود. برای دوره واسنجی مدل،

در این پژوهش جهت ارزیابی توانمندی مدل و میزان کارایی آن از معیارهایی چون ضریب کارایی نش- ساتکلیف^{۲۰} (Ens) و ریشه دوم میانگین مربعات خطا (RMSE)^{۲۱} استفاده شد (رابطه های ۵ و ۶).

(۵)

$$E_{ns} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

که در آن:

$$\bar{O} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n O_i$$

در این معادله n تعداد گام های زمانی، O_i داده مشاهداتی در زمان i و S_i داده شبیه سازی شده در زمان i است. این معیار دامنه ای از $-\infty$ تا ۱ را در برمی گیرد. اگر جواب معادله ۵ برابر ۱ شود نشان از همخوانی عالی خروجی مدل با داده های شبیه سازی شده دارد. اگر جواب معادله صفر شود نشان می دهد که پیش بینی های مدل دارای دقتی برابر میانگین داده های مشاهداتی هستند. مقدار معیار کم تر از صفر، زمانی بدست می آید که واریانس باقیمانده (صورت کسر) از واریانس داده ها (مخرج کسر) بیشتر است یعنی میانگین داده های مشاهداتی، پیش گوی بهتری نسبت به مدل می باشد.

RMSE معیاری است که جهت اندازه گیری تفاوت بین مقادیر پیش بینی شده توسط یک مدل و مقادیر مشاهداتی استفاده می شود و کاربرد فراوانی دارد. در این معادله S_i داده ی شبیه سازی شده و O_i داده ی مشاهده شده در گام زمانی i و n تعداد گام های زمانی می باشد.

(۶)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{n}}$$

^{۲۰}. Nahs-Sutcliffe efficiency coefficient

^{۲۱}. Root-mean-square error

^{۲۲}. Ratio of standard deviation

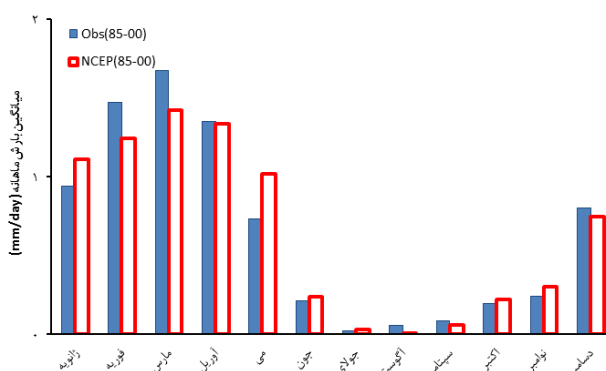
با هدف بهبود نتایج شبیه‌سازی مدل، میانگین و واریانس بارش ریزمقیاس شده با مقدارهای متفاوت عامل تورم واریانس و تصحیح اریبی طی چندین بار اجرای مدل (بیش از ۱۰ بار) ارزیابی و مقایسه شد. در ادامه بارش روزانه طی دو دوره واسنجی و صحت‌سنجی مدل (۲۰۰۰-۱۹۸۵) شبیه‌سازی و میزان RMSE طی دو دوره محاسبه گردید. مقدار این معیار طی دوره واسنجی ۲/۱ و در دوره صحت‌سنجی ۲ میلی‌متر بدست آمد. مقدار میانگین ماهانه بارش (بر حسب میلی‌متر بر روز) و انحراف معیار بارش مشاهداتی و شبیه‌سازی شده طی این دوره نیز از سری داده‌ها استخراج شد (شکل‌های ۲ و ۳). همانطور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود بیش‌برآورد قابل‌ملاحظه مقدار بارش در ماه‌های ژانویه و می و کم‌برآورد قابل‌ملاحظه در ماه‌های فوریه و مارس رخ داده است. در بقیه ماه‌ها تفاوت مقدار دو سری بسیار ناچیز می‌باشد. علی‌رغم اختلاف در مقدار برخی ماه‌ها، الگوی تغییرات بارش به خوبی مدل شده است.

در شکل ۳ انحراف معیار دو سری مورد مقایسه قرار گرفته است. همان‌طور که مشاهده می‌گردد بیشترین اختلاف در مقدار عددی انحراف معیار، طی ماه‌های سپتامبر، آگوست و فوریه با کم‌برآورد مقدار شبیه‌سازی شده رخ داده است اما الگوی تغییرات میانگین این آماره نیز طی سال به خوبی شبیه‌سازی شده است.

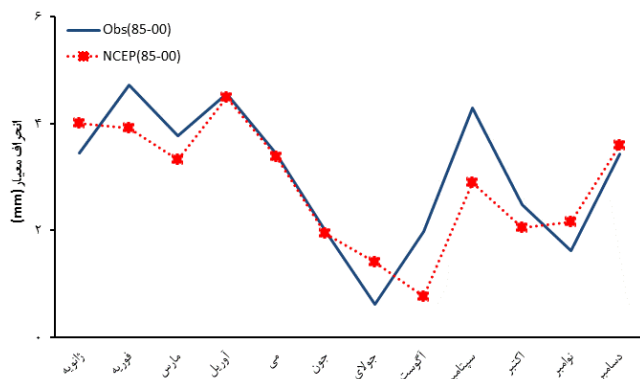
داده‌های بارش مربوط به سال‌های ۱۹۸۴-۱۹۶۹ میلادی (۱۶ سال) انتخاب شد. متغیرهای پیش‌گوی بزرگ مقیاس مشاهداتی (NCEP) طی این سال‌ها انتخاب و وارد مدل شد. از بین ۲۶ متغیر پیش‌گوی موجود، سه متغیر که در ترکیب با یکدیگر مقدار بارش را طی ۱۲ ماه سال توجیه می‌کردند با استفاده از نمودار پراکنندگی و همبستگی بین متغیرهای پیش‌گو و ضریب همبستگی جزئی بین متغیرهای پیش‌گو و بیش‌بینی شونده انتخاب شدند. در مرحله غربالگری متغیرهای بزرگ مقیاس مشاهداتی، از تجارب کارشناسان مرکز پیش‌بینی اداره کل هواشناسی خراسان رضوی نیز استفاده شد (جدول ۴).

جدول ۴. جزئیات مدل ریزمقیاس‌گردانی بارش روزانه در منطقه مورد مطالعه (۱۹۸۴-۱۹۶۹)

متغیرهای پیش‌گو
• مولفه سرعت مداری در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال (P8_u)
• تاوایی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (p5_z)
• واگرایی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (p5zh)
نوع مدل
• روزانه
• مدل ریشه چهارم
• فرآیند شرطی (مقدار) و غیر شرطی (وقوع)



شکل ۲. مقایسه میانگین بارش ماهانه مشاهداتی و شبیه‌سازی شده توسط مدل NCEP طی دوره صحت‌سنجی



شکل ۳. مقایسه انحراف معیار بارش ماهانه مشاهداتی و شبیه سازی شده توسط مدل NCEP طی دوره صحت سنجی

با توجه اینکه عملکرد واقعی مدل SDSM در ریزمقیاس

ریزمقیاس نمایی بارش با استفاده از متغیرهای بزرگ مقیاس مدل

HadCM3

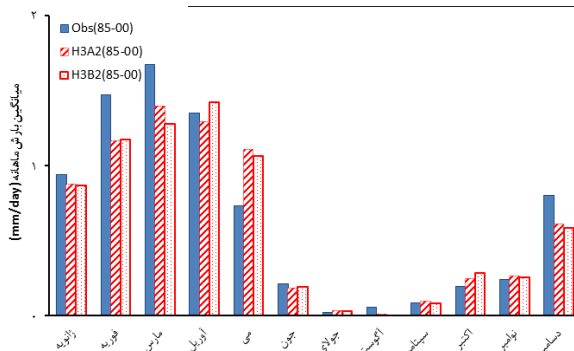
پس از شناسایی متغیرهای بزرگ مقیاس مشاهداتی و اطمینان از قابلیت مدل SDSM در ریزمقیاس گردانی بارش (با توجه به نتایج بدست آمده طی دوره صحت سنجی)، متغیرهای بزرگ مقیاس مدل HadCM3 طی دوره ی صحت سنجی وارد مدل شد و داده های بارش روزانه ریزمقیاس گردید. طی دوره صحت سنجی با وجود تفاوت میزان بارش ماهانه طی ماه های می (بیش برآورد)، دسامبر، مارس و فوریه (کم برآورد)، تغییرات الگوی ماهانه بارش به خوبی شبیه سازی شده است. انحراف معیار نیز از نظر مقدار بجز در ماه های ژانویه، نوامبر، دسامبر، جولای و آگوست در بقیه ماه ها متناسب با مقدار مشاهداتی می باشد. از نظر تغییر پذیری میان سالی، الگوی تغییرات ماهانه این شاخص پراکندگی نیز به خوبی شبیه سازی شده است (شکل های ۴ و ۵).

گردانی بارش، بر اساس معیارهای دقت محاسبه شده طی این دوره (صحت سنجی) می باشد لذا در ادامه نتایج بدست آمده از این ارزیابی ارایه شده است (جدول ۵). همانگونه که مشاهده می شود بر مبنای ضریب نش و ضریب همبستگی، مدل در شبیه سازی میانگین بارش ماهانه بهتر از بارش روزانه عمل کرده است. انحراف معیار بارش شبیه سازی شده در دو متغیر کم برآورد شده است که این کم برآورد در بارش روزانه قابل ملاحظه می باشد. به عبارت دیگر، در دو متغیر (بویژه بارش روزانه)، تغییرپذیری میان سالی کم تر از مقدار مشاهداتی می باشد که این مورد یکی از مشخصه های عمومی مدل های ریزمقیاس گردان می باشد (Von Storch, 1999).

جدول ۵. ارزیابی توانمندی مدل برای متغیرهای شبیه

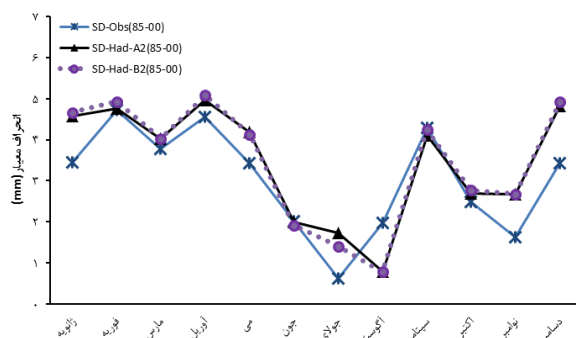
سازی شده در دوره صحت سنجی (۱۹۸۵-۲۰۰۰)

متغیر	معیار دقت			
	r	RS	NRMSE	E _{ns}
بارش روزانه (mm)	۰/۴۰	۰/۵۰	۰/۱	۰/۱۴
جمع بارش ماهانه	۰/۶۴	۰/۸۰	۰/۱۶	۰/۶۶



شکل ۴. مقایسه میانگین بارش ماهانه دو سری داده های مشاهداتی و ریزمقیاس شده توسط مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 و B2

طی دوره صحت سنجی



شکل ۵. مقایسه انحراف معیار دو سری بارش مشاهداتی و ریزمقیاس شده توسط مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 و B2 طی دوره صحت‌سنجی

کردن این رویدادها با استفاده از نمایه های $NRMSE$ ، ضریب نش، نسبت انحراف معیار نمایه های شبیه سازی شده نسبت به نمایه های مشاهداتی (RS) و نمودار میانگین ماهانه مقدار نمایه ها مورد بررسی قرار می گیرد.

همان‌گونه که در جدول ۶ ملاحظه می شود دامنه ضریب نش از ۰/۲۴ تا ۰/۵۷ در چهار نمایه متغیر می باشد که بیشترین مقدار به نمایه $pxcdd$ تعلق دارد که این امر نشان دهنده ی عملکرد مناسب‌تر مدل در شبیه سازی این نمایه می باشد.

مقایسه نمایه های حدی ریزمقیاس شده طی دوره

صحت‌سنجی

در بخش قبل مشاهده شد که مقدار میانگین بارش ریزمقیاس شده، همچنین مقدار انحراف معیار آن توسط مدل $SDSM$ با برون داد $NCEP$ و $HadCM3$ (تحت دو سناریوی A2 و B2) به طور قابل قبولی شبیه سازی شده است. اما رویدادهای حدی نسبت به مقادیر میانگین بارش دارای اثرات بالقوه بزرگتری بر بخش مدیریت منابع آب هستند. بنابراین ارزیابی قابلیت این مدل در نمایش ویژگی های رویدادهای حدی ضروری است. لذا در این بخش توانمندی مدل $SDSM$ در ریزمقیاس

جدول ۶. ارزیابی توانمندی مدل در شبیه سازی رویدادهای حدی بارش در دوره صحت‌سنجی

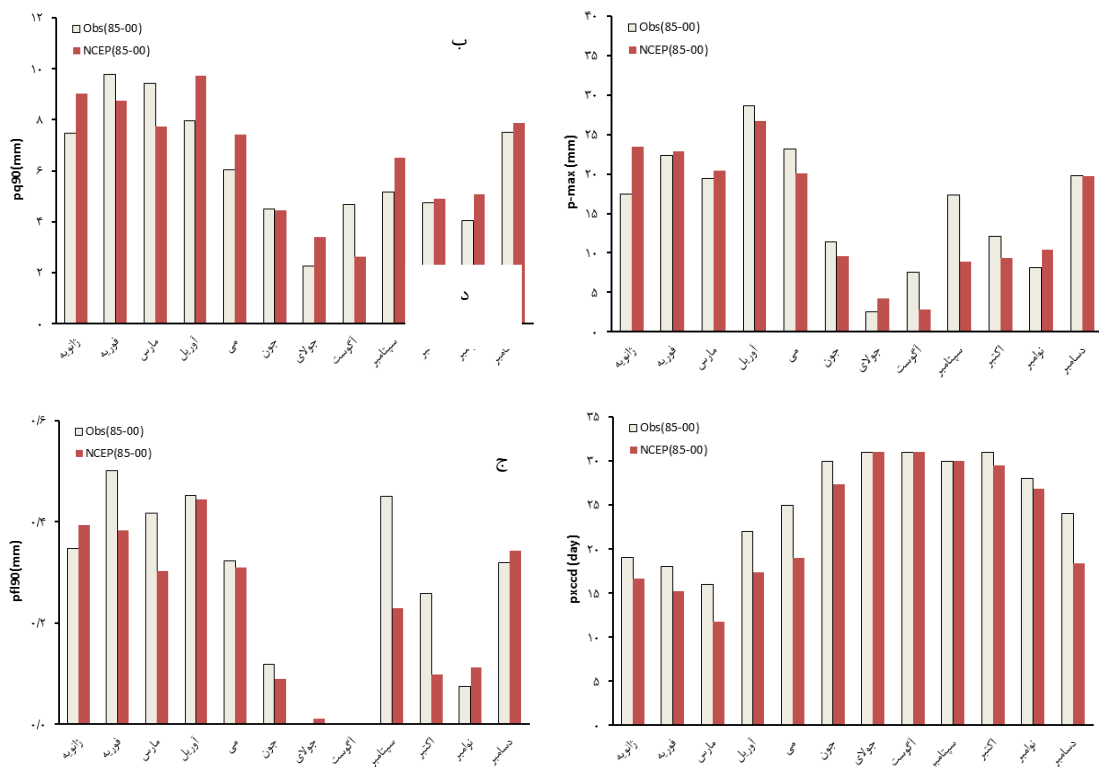
نمایه	E_{ns}	$NRMSE$	RS	r
pq90	۰/۳۵	۰/۱۷	۰/۵۹	۰/۶۳
Pxcdd	۰/۵۷	۰/۲۱	۰/۹۰	۰/۷۷
pfl90	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۵۸	۰/۵۰
p-max	۰/۴۰	۰/۱۷	۰/۶۲	۰/۶۴

در شکل ۶ نیز مقایسه میانگین ماهانه نمایه های حدی ارایه شده است. در قسمت الف، نمایه بیشینه بارش ماهانه در دو سری مشاهداتی و شبیه سازی شده مورد مقایسه قرار گرفته است. همان‌گونه که ملاحظه می شود مدل در ماه های جون، آگوست، سپتامبر و اکتبر، بیشینه بارش را به طور قابل ملاحظه ای کم برآورد کرده است. کم برآورد بیشینه بارش طی ماه های تابستان توسط مدل به دلیل رخداد بسیار کم بارش طی این ماه ها می باشد به عنوان مثال در ماه جون طی کل دوره ۱۹۸۵-۲۰۰۰ تنها ۳۰ روز بارش بیش از یک میلی متر مشاهده شده است و بیشینه بارش این ماه مربوط به تنها رخداد آن در ماه جون ۱۹۹۲ به میزان ۱۱/۴ میلی‌متر می باشد لذا مدل نتوانسته است به خوبی این رخداد را

مقدار $RMSE$ نرمال شده که در ستون سوم جدول ۶ آمده است دارای دامنه ای از ۰/۱۷ تا ۰/۲۷ می باشد که کمترین مقدار این معیار به بارش بیشینه و صدک نودم تعلق دارد و نشان می دهد این دو نمایه بر اساس این معیار، بهتر از سایر نمایه ها شبیه سازی شده اند. نسبت انحراف معیار یا RS محاسبه شده نیز نشان می دهد که مقدار این معیار در نمایه بیشینه تعداد روزهای خشک متوالی ($pxcdd$) بهتر از سایر نمایه ها بدست آمده است اما در کل تغییرپذیری هر چهار نمایه شبیه سازی شده کمتر از نمایه مشاهداتی می باشد. بررسی مقدار ضریب همبستگی نیز نشان می دهد که الگوی زمانی نوسانات مشاهدات و پیش بینی ها در نمایه $pxcdd$ بهتر از سه نمایه دیگر شبیه سازی شده است.

است. بیشترین تفاوت بین مقدار شبیه سازی شده و مشاهداتی طی ماه های مارس، آوریل، می و دسامبر قابل مشاهده می باشد. در این ماه ها مقدار این نمایه کم برآورد شده اما همانطور که قسمت ج نمودار ۶ نشان می دهد الگوی تغییرات ماهانه این نمایه به خوبی شبیه سازی گردیده است. در نمایه سهم بارش سنگین (قسمت د نمودار ۶)، کم برآورد میزان بارش به علت روزهایی با بارش سنگین نسبت به کل بارش نیز به علت کم برآورد این رخدادها (بوژه در ماه های سپتامبر و اکتبر) می باشد. لذا مدل در شبیه سازی مقدار این نمایه ها دارای محدودیت است.

نشان دهد. در مورد ماه های آگوست، سپتامبر و اکتبر نیز دقیقا چنین شرایطی وجود دارد (به ترتیب ۷/۵ میلی متر در سال ۱۹۹۸، ۱۷/۳ میلی متر در سال ۱۹۹۵ و ۱۲/۸ میلی متر در سال ۱۹۸۷). در ماه جولای میزان بیشینه بارش ۲/۵ میلی متر بوده است که این مقدار بارش، قابل ملاحظه نمی باشد. از آنجایی که تمام داده ها در محاسبه صدک نودم بارش (قسمت ب نمودار ۶) استفاده می شوند لذا تحلیل به کار رفته برای بیشینه بارش، برای این نمایه قابل استفاده نیست و می توان به این نتیجه بسنده کرد که مدل در برخی ماه ها قادر به شبیه سازی دقیق این نمایه نیست. نمایه بیشینه تعداد روز دوره خشک طی ماه های تابستان به خوبی شبیه سازی شده



شکل ۶. مقایسه میانگین ماهانه نمایه های حدی بارش در دوره صحت سنجی (الف- بیشینه بارش، ب- صدک نودم، ج- بیشینه تعداد روزهای خشک متوالی و د- سهم بارش سنگین)

اجرا گردید. جهت مقایسه نتایج از معیار دقت NRMSE و RS استفاده شد.

NRMSE

در جدول ۷ نتایج حاصل از محاسبه ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده آمده است. دامنه محاسبه شده برای این معیار از ۰/۱۷ تا ۰/۵۰ متغیر می باشد. بیشترین مقدار این معیار متعلق به نمایه سهم بارش سنگین در مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 در فصل

ریزمقیاس کردن نمایه های حدی بارش در اقلیم فعلی

توسط دو مدل NCEP و HadCM3

در این بخش مدل SDSM با متغیرهای بزرگ مقیاس جوی دو مدل NCEP و HadCM3 برای استخراج نمایه های حدی بارش طی دوره حاضر (۲۰۰۱-۱۹۶۹) و ارزیابی توانمندی SDSM در تولید مجدد الگوی تغییرات رویدادهای حدی بارش

نشان می‌دهد در بازه‌های زمانی مورد بررسی، مدل NCEP نسبت به مدل HadCM3 برآورد بهتری از چهار نمایه ارائه کرده است که با توجه به تدوین مدل‌های بارش بر اساس واسنجی با متغیرهای بزرگ مقیاس مشاهداتی (NCEP) این امر قابل پیش‌بینی می‌باشد.

پاییز و کمترین مقدار آن در بارش بیشینه در مدل NCEP در فصل زمستان محاسبه شده است. مقدار این معیار برحسب مدل و فصل مقادیر متفاوتی را به خود اختصاص داده است و بیشترین مقدار آن در نمایه سهم بارش سنگین (pfl90) در فصل پاییز در هر دو مدل مشاهده می‌شود که نشان می‌دهد این نمایه در مقایسه با سایر نمایه‌ها توسط مدل به خوبی شبیه‌سازی نشده است. درکل نتایج

جدول ۷. RMSE بین نمایه‌های حدی بارش مشاهده شده و شبیه‌سازی شده توسط دو مدل NCEP و HadCM3 (سناریوی

A2 و B2) طی دوره ۱۹۶۹-۲۰۰۱

نمایه	زمستان			بهار			تابستان			پاییز		
	B2	A2	NCEP	B2	A2	NCEP	B2	A2	NCEP	B2	A2	NCEP
pxccd	۰/۳۹	۰/۲۷	۰/۳۵	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۳۴
pq90	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۳۶	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۹
p-max	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۳۴	۰/۴۰	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۳۷	۰/۴۲
pfl90	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۴۹	۰/۵	۰/۴۷

تغییر پذیری

به صفر بودن انحراف معیار در مقدار شبیه‌سازی شده (بدست آمده است). مقدار RS در نمایه بیشینه بارش در دو مدل در بیشتر موارد کم برآورد شده است. مقدار انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده در فصل پاییز در مدل NCEP بالاترین مقدار را به خود اختصاص داده است. در نمایه سهم بارش سنگین (pfl90)، نتایج نشان می‌دهد مدل HadCM3 تحت سناریوی B2 عملکرد بهتری در نمایش تغییرپذیری مقدار این نمایه طی فصل‌های زمستان، بهار و تابستان دارد.

در جدول ۸ نسبت‌های انحراف معیار هر کدام از نمایه‌های حدی بارش شبیه‌سازی شده به مشاهداتی آورده شده است. نسبت انحراف معیار نمایه بیشینه تعداد روزهای متوالی (pxccd) در تمام فصل‌ها به غیر از زمستان (در مدل NCEP و مدل HadCM3 تحت سناریوی B2) کم برآورد شده است. بیش برآورد نسبت انحراف معیار صدک نودم بارش در فصل زمستان در دو مدل NCEP و HadCM3 (سناریوی A2) و در فصل پاییز در NCEP و HadCM3 (سناریوی B2) رخ داده است. کمترین مقدار RS مربوط به فصل تابستان در مدل HadCM3 (با توجه

جدول ۸. RS نمایه‌های حدی بارش مشاهده شده و شبیه‌سازی شده توسط دو مدل NCEP و HadCM3 (سناریوی A2 و B2) طی

دوره ۱۹۶۹-۲۰۰۱

نمایه	زمستان			بهار			تابستان			پاییز		
	B2	A2	NCEP	B2	A2	NCEP	B2	A2	NCEP	B2	A2	NCEP
pxccd	۱/۴۰	۰/۹	۱/۱۱	۰/۶۰	۰/۹۰	۰/۴۵	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۷۶	۰/۷۰	۰/۵۰	۰/۶۳
pq90	۱	۱/۴۰	۱/۰۲	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۷۷	۰	۰	۰/۲	۱/۳۰	۰/۷۰	۱/۰۱
p-max	۱/۰۳	۰/۸۷	۰/۶۶	۰/۷۴	۱/۱۵	۰/۸۱	۱/۱۱	۰/۵۲	۰/۶۰	۰/۷۰	۰/۹۰	۱/۳۰
pfl90	۱/۱	۱	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۷۹	۰/۷۸	۰/۹۵	۰/۸۲	۰/۵۰	۰/۷۴	۰/۷۹	۰/۷۷

طی دوره ۲۰۲۰ (یا آینده نزدیک^{۳۳}) با استفاده از برون‌داد مدل HadCM3 تحت دو سناریوی A2 و B2 شد. این امر با ساخت

سناریوهای آبی رویدادهای حدی بارش با اطمینان از توانمندی مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی بارش در سطح حوضه کشف رود، اقدام به ریزمقیاس‌نمایی بارش

^{۳۳}. The Near Future

۱۰۰ سری بارش روزانه و میانگین گیری از آنها و محاسبه درصد تغییر مقدار بارش و نمایه های حدی مورد بررسی نسبت به همانند این نمایه ها طی دوره پایه ۲۰۰۰-۱۹۷۱ میلادی یا اقلیم فعلی (CC)^{۲۴} انجام شد که نتایج حاصل در جدول ۹ به صورت فصلی و سالانه آورده شده است.

طی این دوره مقدار سالانه بارش نسبت به دوره پایه در هر دو سناریو A2 و B2 به میزان تقریباً به میزان برابر کاهش می یابد. بیشترین تفاوت در نتایج بین دو سناریو در فصل تابستان قابل مشاهده می باشد. همانطور که نتایج نشان می دهد سناریوی A2 افزایش ۱۶/۶ درصدی را برای بارش فصلی پیش بینی کرده است در صورتی که مقدار بارش این فصل در سناریوی B2 تقریباً تفاوتی با مقدار بارش طی دوره پایه ندارد. در عوض در سناریوی B2 شاهد افزایش بارش پاییزه می باشیم. بیشینه بارش هم به صورت فصلی و هم به صورت سالانه در سناریوی A2 افزایش نشان می دهد که مقدار قابل ملاحظه باز هم در فصل تابستان بدست آمده است. در آینده نزدیک، صدک نودم بارش بجز در فصل تابستان سناریوی A2، در بقیه مقیاس های زمانی مورد بررسی و در هر دو سناریو کاهش می یابد که بیشترین تفاوت دو سناریو مربوط به فصل تابستان می باشد. بیشینه تعداد روزهای خشک متوالی نیز در مقیاس سالانه در سناریوی A2 کاهش و در سناریوی دیگر افزایش نشان می دهد. درصد کل بارش ناشی از رویدادهای بالاتر از صدک نودم (سهم بارش سنگین) دارای تغییر بسیار چشم گیر در دو سناریو طی فصل تابستان است بطوری که در سناریوی A2 شاهد افزایش ۵۰ درصدی این نمایه خواهیم بود. کاهش این نمایه در سناریوی B2 با کاهش بیشینه بارش در این فصل همخوانی دارد. در کل نتایج نشان داد کل بارش طی دوره آتی به میزان ۷/۵ میلی متر نسبت به دوره پایه کاهش می یابد اما نتایج آزمون t نشان داد که کاهش در سطح ۰/۰۵ معنی دار نمی باشد. در سناریوی A2، بیشینه بارش و سهم بارش سنگین طی تمام فصل ها شاهد افزایش خواهد بود که درصد تفاوت این دو نمایه با دوره پایه در تابستان بیشترین مقدار می باشد. چنین پیش بینی می تواند به معنای افزایش احتمال سیل و شدت آن در منطقه طی فصل تابستان در دوره ۲۰۱۱-۲۰۴۰ میلادی باشد.

^{۲۴}.The Current Climate

جدول ۹. محاسبه درصد تغییر مقدار بارش و سایر نمایه های حدی ریزمقیاس شده توسط مدل HadCM3 تحت دو سناریوی A2 و B2 نسبت دوره پایه

مجموع بارش	بیشینه بارش		صدک نودم بارش		بیشینه روزهای خشک متوالی		سهم بارش سنگین	B2 (F-C)	A2 (F-C)	B2 (F-C)	A2 (F-C)
	B2 (F-C)	A2 (F-C)	B2 (F-C)	A2 (F-C)	B2 (F-C)	A2 (F-C)					
زمستان	-۱/۷	-۰/۱	۰/۷	-۳/۲	-۰/۷	-۰/۹	-۱	-۳/۸	۰/۴	۰/۴	۰/۴
بهار	-۶	-۷/۶	۰/۱	-۴/۲	-۰/۴	-۰/۹	-۰/۲	۱۱/۴	۰/۵	۰	۰
تابستان	۱۶/۶	-۰/۳	۱۱/۶	-۱۲/۸	۷/۹	-۶/۶	-۲/۴	-۱/۷	۵۳	-۴۲/۹	-۴۲/۹
پاییز	-۱/۲	۵/۵	۲/۴	-۴/۳	-۰/۹	-۰/۸	۰/۶	۴/۷	۰/۲	۴/۴	۴/۴
سالانه	-۳/۳	-۳/۶	۳/۱	-۲/۳	-۱	-۱/۴	-۱/۹	۱	۰/۳	-۰/۳	-۰/۳

بحث و نتیجه گیری

نمودارهای پراکنش، مقدار ضریب همبستگی و ضریب همبستگی جزئی در مرحله غربالگری مدل و ضریب تبیین بین متغیر پیش بینی شونده (بارش) و متغیرهای پیش گوی این مدل طی دوره واسنجی صورت پذیرفت. واسنجی و صحت سنجی مدل با داده‌های بازکاوی شده NCEP انجام شد و مدل های ماهانه بارش بدست آمد. در جدول ۱۰ مقایسه ای بین نتایج این پژوهش با پژوهش های مشابه (با تاکید بر رویدادهای حدی) انجام شده است. همان‌گونه که ملاحظه می گردد متغیرهای بزرگ مقیاس استفاده شده جهت ریزمقیاس گردانی بارش در هر پژوهش با توجه به نوع اقلیم هر منطقه با یکدیگر از نظر نوع و تعداد متفاوت می باشند. اما از سه متغیر واگرایی (*_zh)، تاوایی (*_z) و رطوبت نسبی (r) در تدوین مدل های بارش ماهانه بیشتر استفاده شده است.

مدل های ریزمقیاس نمایی به عنوان ابزار موثری جهت استفاده از برونداد مدل های گردش عمومی جو در مقیاس ایستگاهی و ناحیه ای بکار می روند. در بین روش های ریزمقیاس نمایی، SDSM بطور گسترده ای در پژوهش های مرتبط با تغییر اقلیم بکار رفته است که در این مطالعه نیز از این مدل جهت ریزمقیاس نمایی بارش در حوضه کشف رود استفاده شد و توانمندی مدل مورد ارزیابی قرار گرفت. همچنین با محاسبه نمایه‌های حدی بارش، الگوهای تغییر بارش روزانه و نمایه های حدی طی دوره ۲۰۴۰-۲۰۱۱ میلادی بررسی شد که چنین نتایجی امکان مطالعه اثرات هیدرولوژیکی تحت تاثیر تغییر اقلیم آتی حوضه کشف رود را فراهم می سازد.

در انجام ریزمقیاس نمایی، ابتدا اقدام به شناسایی متغیرهای پیش‌گوی بزرگ مقیاس مشاهداتی تعیین کننده ی روزهای بارانی و مقدار بارش (به صورت شرطی) شد که این امر از طریق

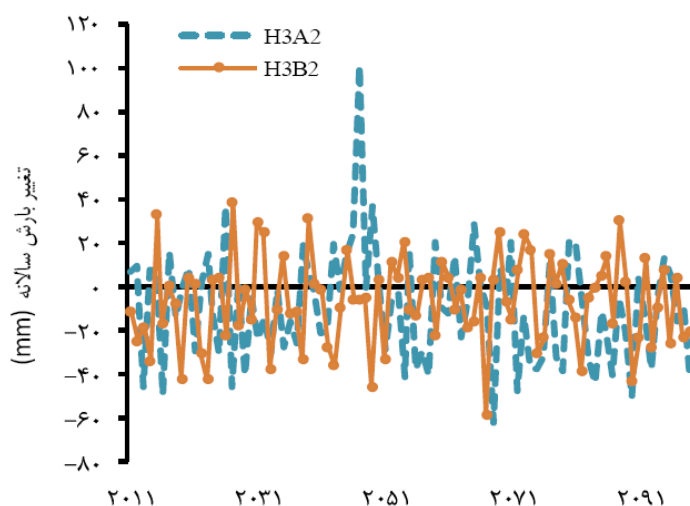
جدول ۱۰. متغیرهای پیش گوی انتخاب شده جهت برآورد بارش در برخی پژوهش های مشابه

منطقه/ایستگاه	متغیر پیش بینی شونده	متغیرهای پیش گو	R ²	نویسندگان
کرمانشاه	بارش	p_z, p8_z, r500	-	رجبی (۱۳۹۰)
حوضه رودخانه زرد	بارش	mslp, r500, r850, p5zh, temp, shum	-	Wang et al., 2011
حوضه رودخانه هایپی	بارش	r850	۰/۸۹	Chu et al., 2010
حوضه رودخانه یانگ تسه	بارش	8_z, r500, r850, shum	-	Hung et al., 2011
حوضه کلوتها	بارش	mslp, p5_z, p5_u, p5zh, p8_u, p8_v, p8_z, p850, p_z, r500	-	Hashmi et al., 2011
حوضه رودخانه	بارش	r850, shum, rhum	-	Karamouz et al., 2009

		کاجو		
Wilby & Dawson, 2004	۰/۱۰	p_v, p_z, p500, shum	بارش	بلاگسویل
گل محمدی و مساح (۱۳۹۰)	۰/۳۸	P_v, p8_f, p8_u, p8_z, p8th, rhum, mslp	بارش	حوضه قره سو
سیاری (۱۳۹۰)	۰/۴۰	mslp, p_u, p_v, p_z, p_zh, p5_f, p5_z, p8_u, p8_v, p8_zh, p8_z, temp	بارش	حوضه کشف رود

سری زمانی بارش برای دوره ۱۹۶۱-۲۰۹۹ تولید شد و میانگین سری های بدست آمده مبنای مقایسه قرار گرفت. تفاوت مقادیر بارش از مقدار میانگین دوره پایه (۱۹۷۱-۲۰۰۰) در شکل ۷ نشان داده شده است.

ارزیابی توانمندی مدل در شبیه سازی بارش توسط معیارهای دقت انجام شد. نتایج نشان داد که مقدار بارش و الگوی تغییر فصلی آن به خوبی شبیه سازی شده است. در ریزمقیاس نمایی رویدادهای حدی، در برخی ماه ها خطا مشاهده شد. جهت ارایه سناریوهای اقلیمی رویدادهای حدی، با استفاده از متغیرهای پیش گوی مدل HadCM3 تحت دو سناریوی A2 و B2، برای هر سناریو، ۱۰۰



شکل ۷- تغییرات در بارش سالانه بین دوره ۱۹۷۱-۲۰۰۰ و دوره ۲۰۱۱-۲۰۹۹ میلادی تحت دو سناریوی A2 و B2 مدل HadCM3

بارش، بیشینه بارش و سهم بارش سنگین در سناریوی A2 مشاهده می گردد که این تغییرات در میزان بارش و نمایه های حدی آن بویژه طی این فصل، نشان از احتمال وقوع سیل های مخرب تر خواهد داشت که بعضا در این منطقه مشکل ساز بوده اند.

منابع

1. Asgari, A., Rahimzadeh, F., Mohammadian, N., Fattahi, E., 2008, Trend Analysis of

قابل ملاحظه ترین تغییر طی دوره آتی، در مقدار بارش و نمایه های بیشینه بارش، درصد کل بارش ناشی از رویدادهای بالاتر از صدک ۹۰ طولانی مدت (سهم بارش سنگین) در فصل تابستان تحت سناریوی A2 مشاهده شد که بیشترین تفاوت را با دوره پایه نشان داد. در کل نتایج این پژوهش با توجه به پیش بینی های نمایه های حدی بر مبنای دو سناریو نشان داد که عدم قطعیت زیادی در برآورد میزان تغییرات در نمایه های حدی طی دوره ۲۰۲۰ وجود دارد. مشهودترین تفاوت در نتایج دو سناریو طی دوره مورد بررسی، در فصل تابستان با بیشترین افزایش در مجموع

- Linden, P.J., Hanson, C.E. (eds), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
10. Intergovernmental panel on climate change, 2010, Meeting Report, IPCC Expert Meeting on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA.
 11. Jiang, Z., Song, J., Li, L., Chen, W., Wang, Z., Wang, J, 2012, Extreme climate events in China: IPCC-AR4 model Evaluation and projection, *Climatic Change*, 11(1-2), pp. 385-401
 12. Karamouz, M., Fallahi, M., Nazif, S., Rahimi Farahani, M., 2009, Long lead rainfall prediction using statistical downscaling and artificial neural network modeling. *Civil Engineering*, 16(2): 165-172.
 13. Khan, M. S., Coulibaly, P., Dibike, Y., 2006, Uncertainty analysis of statistical downscaling methods. *Journal of Hydrology*, 319:357-382.
 14. Liu, L., Liu, Z., Ren, X., Fischer, T., Xu, Y., 2011, Hydrological impacts of climate change in the Yellow River Basin for the 21st century using hydrological model and statistical downscaling model. *Quaternary International*, 244(2):211-220.
 15. M. Golmohammadi, M., Massah Bavani, A. 2010. The Perusal of Climate Change Impact on Drought Intensity and Duration. *Journal of Water and Soil*, 25 (2): 315-326.
 16. Rajabi, A. 2011, Uncertainty Analysis of Climate Change by SDSM in Kermanshah, 4th Iran Water Resources Management Conference, Amirkabir University of Technology, Tehran.
 - Extreme Precipitation Indices Over Iran, *Iran-Water Resources Research*, 3(3):42-55.
 2. Chu, J.T., Xia, J., Xu, C.-Y., Singh, V.P, 2010, Statistical downscaling of daily mean temperature, pan evaporation and precipitation for climate change scenarios in Haihe River. China. *Theoretical Applied Climatology*, 99:149–161.
 3. Harpham, C., Wilby, R. L. 2005. Multi-site downscaling of heavy daily precipitation occurrence and amounts. *Journal of Hydrology*, 312:235–255.
 4. Hashmi, M. Z., Shamseldin, A. Y., Melville, B. W., 2011, Comparison of SDSM and LARS-WG for simulation and downscaling of extreme precipitation events in a watershed, *Stochastic Environmental Research & Risk Assessment*, 25:475-484.
 5. Hessami, M., Gachon, P., Quarda, T.B.M.J., St-Hilaire, A. 2008. Automated regression-based statistical downscaling tool. *Environmental Modeling and Software*, 23(6): 813-834.
 6. <http://www.cics.uvic.ca/scenarios/sdsm/select.cgi>
 7. Hundecha, Y., Bardossy, A., 2008, Statistical downscaling of extremes of daily precipitation and temperature and construction of their future scenarios. *International Journal of Climatology*, 28(5):589–610.
 8. Hung, J., Zhang, J., Zhang, Z., Sun, S., Jian, Y., 2011, Simulation of extreme precipitation indices in Yangtze River basin by using statistical downscaling method (SDSM), *Theoretical Applied Climatology*,
 9. Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007, the Fourth Assessment Report. Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der

- Meteorology and Climatology*, 47: 2423-2444.
24. Wang, X., Yang, T., Shao, Q., Kumud, A., Wang, W., Yu, Z., 2011, Statistical downscaling of extremes of precipitation and temperature and construction of their future scenarios in an elevated and cold zone, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 26: 405-418.
 25. Wetterhall, F., Halldin, S., Xu, C.-Y., 2009, Seasonality properties of four statistical-downscaling methods in central Sweden. *Theoretical and Applied Climatology*, 87: 123-137.
 26. Wilby, R.L., Whitehead, P.G., Wade, A.J., Butterfield, D., Davis, R.J., Watt, G., 2006, Integrated modeling of climate change impacts on water resources and quality in a low land catchment :River Kennet. UK, *Journal of Hydrology*, 330: 204-220.
 27. Wilby, R. L., Dawson, C. W., 2004, SDSM 4.2 – A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. User Guide.
 28. Wilby, R. L., Dawson, C. W., Barrow, E. M., 2001, a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Journal of Environmental Modeling and Software*, 17: 147-159.
 29. World Meteorological Organization, 2011, Weather extremes in a changing climate: hindsight on foresight, ISBN:978-92-63-11075-6.
 30. Yan, Z., Jones, P.D., Davies, T.D., Moberg, A., Bergstrom, H., Camuffo, D., Cocheoc, M., Demaree, G. R., Verhoeve, T., Theoen, E., Barriendos, M., Rodriguez, R., Martin-Vide, J., Yang, C. 2002. Trends of extreme temperature in Europe and China based on
 17. Sayari, N., Alizadeh, A., Bannyayan, M., Farid Hosseini, A., Hessami, M. R., 2011, Drought Monitoring under Climate Change Conditions in Kashafrud Basin (Mashhad Station) in Future Periods Using HadCM3 Model under A2 and B2 Emission Scenarios, *Journal of Climate Research*, 2(7): 21-39
 18. Semenov, M. A., Stratonovitch, P., 2010, Use of Multi-model Ensembles from Global Climate Models for Assessment of Climate Change Impacts, *Climate Research*, 4: 1-14.
 19. Semenov, M.A., Brooks, R.J., 1999, Spatial interpolation of the LARS-WG stochastic weather generator in great Britain, *Climate Research*. 11: 137-148.
 20. Souvignet, M., Heinrich, J., 2010, Statistical downscaling in the arid central Andes: uncertainty analysis of multi-model simulated temperature and precipitation. *Theoretical Applied Climatology*, 106:229-244.
 21. Tank, A. K., Zwiers, F. W., Zhang, X., 2009, Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation, World Meteorological Organization, pp. 52.
 22. Wang, X. L., Feng, Y., 2010, RHtestsV3 User Manual, Climate Research Division, Atmospheric Science and Technology Directorate, Science and Technology Branch, Environment Canada, Toronto, Ontario, Canada, Published online at <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/software.shtml>, January 2010 (updated in June 2010).
 23. Wang, X., L., 2008, Accounting for Autocorrelation in Detecting Mean Shifts in Climate Data Series Using The Penalized Maximal t or F Test, *Journal of Applied*

daily observations. *Climatic Change*, 53:355-392.

31. Von Storch, H., 1999, On the use of "inflation" in stastical downscaling, *Journal of Climate*, 12:3505-3506.